干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000-6060.2018.05.11

黄土高原丘陵区小流域地下水补给特征①

马建业[1,2]，孙宝洋[1]，肖俊波[3]，王杉杉[1]，马 波[1]，李占斌[1]

（1 西北农林科技大学水土保持研究所黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室，陕西 杨陵 712100；
2 陕西省土地工程建设集团有限责任公司国土资源部退化及未利用土地整治工程重点实验室，陕西 西安 710048；
3 广西壮族自治区水利科学研究院，广西 南宁 530025）

摘 要： 地下水补给量反映了含水层的可更新能力，是地下水资源管理与合理开发利用的关键参数之一。为定量研究黄土高原丘陵沟壑区小流域地下水的补给特征，基于岔巴沟流域上游、中游、下游3个水文站1959—1969年降水与日径流观测资料，通过退水分析法估算了流域地下水补给量，并分析了与降水量和基流量的关系及其在年内的补给变化过程。结果表明：岔巴沟流域年平均基流量为13.09 mm·a^{-1}，更新时间为124 d，补给量为11.46 mm·a^{-1}，降水入渗补给率为0.025，基流补给率为0.89。从上游到下游地下水补给量与入渗补给率逐渐增大，且上游与下游之间有显著差异（$P<0.05$）；基流补给率逐渐减小，各集水区之间差异均显著。地下水补给量与降水量呈线性正相关（$R^2>0.40$），在下游集水区内随降水量变化的增幅较大。基流量与降水量也呈正相关关系（$R^2>0.77$），干流基流80%以上源于降水补给转化。以5月份为节点可将地下水补给过程分为"一次补给"和"二次补给"2个主要阶段，其分别占全年总补给量约30%和70%，并且"二次补给"是造成岔巴沟流域不同集水区地下水补给量差异的主要阶段，并且为无资料地区小流域地下水资源的评价提供借鉴。

关 键 词： 岔巴沟；集水区；基流量；地下水补给量

中图分类号： P641 **文献标识码：** A **文章编号：**

黄土高原丘陵沟壑区水资源短缺，水土流失严重，干旱缺水成为制约当地经济与社会协调发展的重要因素，地下水成为干旱半干旱区植被生长繁衍和人类生产生活用水的重要来源[1]。地下水补给是指含水层从外界获得水量的过程，反映了含水层的可更新能力，是水资源管理与利用的关键参数之一[2]，受气候、植被、土壤、地貌、水位埋深等下垫面条件和人为因素的综合影响。自20世纪80年代中期，地下水研究进入高峰期，定量研究地下水补给的方法变得越来越丰富[3]。由于地下水补给的复杂性，科学家提出了多种确定方法，大致可概括为化学方法、物理方法和数学方法等3种[4]，如马致远等[5]运用同位素EPM模型得到陕西渭北东部岩溶地下水系统天然补给量为87.55 mm·a^{-1}。SIBANDA等[6]利用抽水试验计算津巴布韦Nyamandhlovu地区地下水的补给量为14.99～19.98 mm。尹玉龙[7]基于SWAT模型分析了关中盆地地下水补给量与气候的响应关系。但对一个流域来说，降雨与径流较容易测量且有较长时间的观测积累。因此，在水文学领域，基于实测径流资料的退水过程分析法具有操作简单资料容易获取的特点[8]，已广泛应用于流域地下水系统补给、排泄机理的研究，如HUANG Y P等[9]应用退水曲线法估算了台湾南部Kaoping河流域干季和湿季的地下水导水系数，KUNG Wenjui[10]等人发现用退水曲线法和水位动态法对Lanyang Creek流域地下水补给量估算的结果相似；朱芮芮等[11-12]通过退水法利用10个水文站资料分析了无定河流域地下水更新时间和补给量。但将此方法应用于小流域内部地下水补给的时空变化特征的研究并不多见。本文基于岔巴沟流域3个水文站1959—1969年实测的日径流资料，分析

① 收稿日期：2018-04-01； 修订日期：2018-06-26
基金项目：国家自然科学基金（41330858）；西北农林科技大学博士科研启动基金（2452015345）
作者简介：马建业（1995-），男，硕士研究生，研究方向为流域生态水文研究. E-mail：Majianye126@126.com
通讯作者：李占斌. E-mail：zhanbinli@126.com

其退水过程,估算流域上游、中游、下游的地下水补给量,探究流域内降水量变化对地下水补给的影响,为无资料地区小流域地下水资源研究与开发利用提供科学依据。

1 研究区概况及数据准备

1.1 研究区概况

子洲径流试验站位于陕西省子洲县境内,始建于1958年,于1969年撤站。岔巴沟流域(37°43′N,109°55′E)是黄河支流无定河的二级支流,属黄土丘陵沟壑区,流域面积205 km^2,海拔高度900～1 100 m,流域形状基本对称,流域概况如图1所示。该区属于大陆性气候,1959—1969年多年平均降水量480 mm,降雨年内分配极不均匀,70%集中于6～9月,多为短历时高强度暴雨,最大降雨强度为3.5 mm · min^{-1}。年平均温度约8 ℃,霜冻期约6个月。西庄站、杜家沟岔站、曹坪站分别位于流域上游、中游、下游,各水文站基本信息如表1所示。研究区黄土层厚度十几米到上百米,地表侵蚀严重,沟壑极为发育。流域地下水主要为松散岩类孔隙水,且以黄土水为主;梁峁区下部与下伏基岩之间缺少稳定的隔水层,黄土与下伏基岩共同构成黄土高原型的地下水含水系统,具有孔隙水及孔隙裂隙水双层叠置结构水的特点,水量贫乏,富水性极弱,单井出水量很小,多在10 m^3 · d^{-1}以下[13]。地表径流的洪峰过程大多在1 d甚至几小时内消退,而地下水受到降水的短期补给,其排泄量相应增大,使得地表径流的退水过程相对延长[14]。

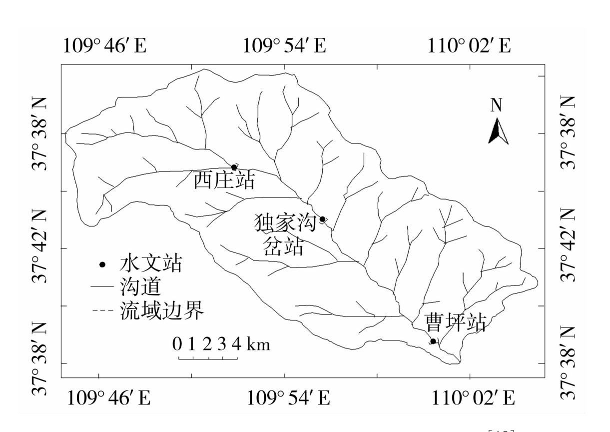


图1 岔巴沟流域干流及水文站分布图[15]

Fig. 1 Distribution of main stream and hydrologic stations of Chabagou Watershed

1.2 数据来源及处理

1.2.1 *数据来源* 岔巴沟流域降水、径流数据来源于黄河水利委员会子洲径流试验站水文试验资料(1959—1969年)。由自记雨量计和普通雨量筒记录降雨过程,测流建筑物为三角测流槽,详细观测径流过程。

1.2.2 *数据处理方法* 自1964年RORABAUGH[16]对地下水排泄的数学模型进行了改进并提出退水曲线法(The recession-curve-displacement method)后,该方法被许多学者用来研究地下水补给特征。地下水通过降水补给造成水位上升并以基流的形式补给地表径流,假设基流峰值和地下水补给具有一致性,结合退水段流量特征获取表征基流消退快慢的退水常数,进而根据每一个基流峰值推求地下水总补给量[17],基流可作为地下水排泄指标,可通过地表径流量进行划分。但该方法适用于河流与潜水无直接的水利联系、地下水径流不受河水涨落的影响的流域[16]。有关水文参数计算方法如下:

(1) 退水常数

河川径流的形成受降水、冰雪融水以及地下水等不同水源的综合影响,在流量过程线上表现出高低起伏的变化过程。其中,退水段反映的是一次降水过程以后,含水层的水量排泄过程。在退水过程线上,流量随时间的变化一般可用指数关系表示[11],即:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \tag{1}$$

式中:Q_t为t时刻的流量(m^3 · s^{-1});Q_0为$t=0$时

表1 岔巴沟流域水文站基本信息表

Tab. 1 Basic information of hydrologic stations in Chabagou Watershed

站名	数据起止时间	距流域出口距离 / km	集水区长度 / km	集水区宽度 / km	平均比降 / ‰		集水区面积 / km^2	海拔 / m
					沟道	集水区		
西庄站	1959—1967	25.00	8.54	5.73	15.00	444.00	49.00	1 144
杜家沟岔站	1959—1967	17.00	14.30	6.72	8.36	362.00	96.10	1 115
曹坪站	1959—1969	1.30	24.10	7.80	7.57	522.00	187.00	1 083

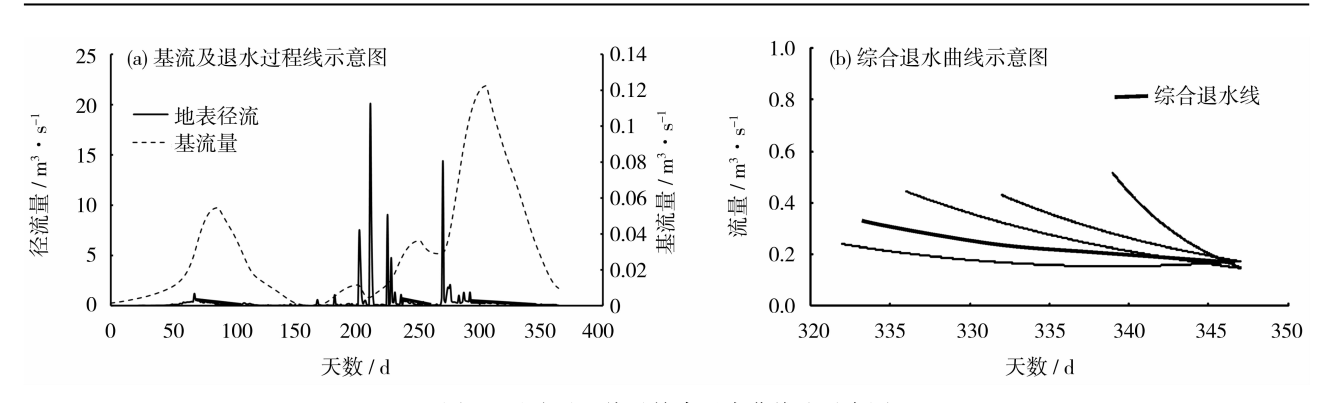


图 2 基流过程线及综合退水曲线法示意图

Fig. 2 Schematic diagram of base flow process line and comprehensive regression curve method

刻的流量($m^3 \cdot s^{-1}$);α 为退水指数(d^{-1});令 $K = e^{-\alpha}$,K 为退水常数,K 的值越大,表示基流消退越缓慢。

退水常数 K 的求解方法很多,其中较常用的是从退水过程线上提取退水常数的方法[18],即:

$$\lg K = d(\lg Q_t)/dt \quad (2)$$

在分析流域基流消退特征时,仅用单个退水段是不充分的,而需要根据多个退水段推求流域的综合退水常数,本文结合 AutoCAD 软件[19],采用退水曲线位移法得到综合退水常数,基流分割采用数字滤波法 1($n=0.5$,$p=0.9$),该方法认为正常情况下河水由两部分组成,一部分是降水补给,一部分是地下水补给。

(2) 地下水更新时间

地下水更新时间的计算实际上是基于基流消退过程考察地下水的贮留时间。据 RUTLEDGE[8] 的研究,如果定义地下水排泄至仅剩 1 m^3 的时间为地下水更新时间 T_r,则:

$$T_r = -\ln(Q_0/\alpha)/\ln(1-\alpha) \quad (3)$$

式中:T_r 为地下水更新时间(d);其他符号意义同上。

(3) 地下水入渗补给量

受降水补给的影响,地下水排泄进入河道的水量随时间呈非线性变化。峰值过后地下径流迅速减少,在经过临界时间 T_c 后趋于缓和,据 RORABAUGH 等[16]人的研究,退水临界时间 T_c 与退水常数 K 之间存在如下的关系:

$$T_c = -0.2144 \times (1/\lg K) \quad (4)$$

假设地下水库蓄水量 $S(L^3)$ 与出流量 Q 之间是线性关系,即 $S = Q/\alpha = Q/\ln K$,如图 3 所示。在没有降水补给的情况下,基流量 Q_0 经历时间 T 后

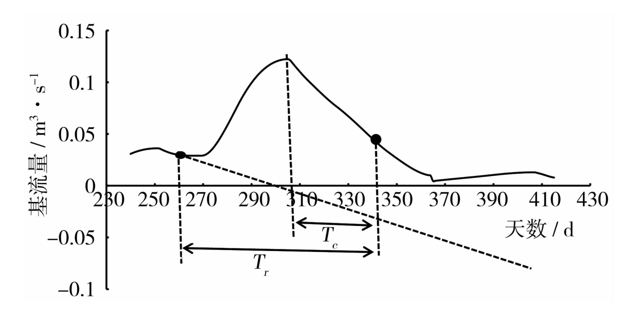


图 3 地下水补给量计算示意图

Fig. 3 Framework of groundwater recharge estimation

应减少为 Q_1,地下水储存量也减为 S_1。然而由于降水补给的影响,T 时刻(峰值之后的 T_c 时刻)的实际基流量为 Q_2,地下水储存量为 S_2。因此,结合重叠原理,一次降水事件中地下水补给量 R_c 可以用下式估算[11]:

$$R_c = 2 \times (S_2 - S_1) - 2 \times (Q_2 - Q_1) / \ln K \quad (5)$$

式中:T_c 为临界时间(d);R_c 为地下水补给量(mm);Q_1 为在没有降水补给的情况下,基流在峰值时间之后 T_c 时刻,经过退水过程产生的流量($m^3 \cdot s^{-1}$);Q_2 为有降水补给情况下,峰值时间之后 T_c 时刻的实际基流量($m^3 \cdot s^{-1}$);其他符号意义同上。

对每一次降水事件产生的基流峰段,基于公式(5)分别对每个峰段的地下水补给量进行估算,年内各个峰段产生的地下水量之和为地下水年补给总量。

(4) 降水入渗补给系数:表征降水对地下水的垂直入渗补给强弱的参数[20],表达式为:

$$\alpha = R_c / P \quad (6)$$

式中:α 为降水补给系数;P 为降水量(mm);R_c 为地下水补给量(mm)。

(5) 基流补给系数:表征降水对基流的补给强

度的指标,表达式为:

$$\beta = R_c / R_b \quad (7)$$

式中:R_b 为基流量(mm),其他符号意义同上。

1.3 数据分析软件

采用 Excel 2010 进行数据统计分析与作图,Autocad2007 辅助选取径流综合退水点,SPSS 20.0 软件进行相关性分析与单因素方差分析。

2 结果与分析

2.1 地下水补给量

基于退水分析法估算岔巴沟流域 3 个水文站地下水更新时间与补给量,并对各站点的差异性进行统计分析,结果如表 2 所示。

岔巴沟流域 1959—1969 年地下水平均补给量为 11.46 mm·a^{-1},平均降水入渗补给系数为 0.025,平均基流补给系数为 0.89。补给量与基流量、降水量、集水区面积均具有显著线性相关性($P<0.05$),其 Pearson 相关系数分别为 0.87、0.69、0.68。从上游西庄站到下游曹坪站,降水量、退水常数和地下水更新时间均无显著差异($P>0.05$),均值分别为 489.01 mm·a^{-1}、0.983、124 d·a^{-1}。各站点之间径流量和基流量均为西庄<杜家沟岔<曹坪,且差异显著($P<0.05$),两相邻集水区西庄站与杜家沟岔站、杜家沟岔站与曹坪站之间径流量与基流量的差值分别为 46.17、45.35 m^3·s^{-1} 和 7.20、5.15 mm。地下水补给量和降水入渗补给系数从上游到下游逐渐减小,两相邻集水区之间两参数的差值分别为 1.70、4.69 mm 和 0.004、0.013,但是上游和中游、中游和下游的地下水补给量差异均不显著($P>0.05$),上游和中游补给系数差异不显著,中游和下游差异显著,二者上游和下游均具有显著差异。基流补给系数也呈现上游到下游逐渐减小的趋势,差值分别为 0.18 和 0.03,上游和中游、上游和下游均具有显著差异,中游和下游差异不显著。

3 个水文站除集水面积与地貌差异外,其他条件如土壤和含水层的物理性质等均相近,地下水的消退速度相似[12],流域退水常数与更新时间等水文参数差异均不显著。基流作为下渗水到达地下水面并注入河道的部分,与地质条件、流域面积、退水常数均显著相关[21],从上游到下游,基流量随集水面积的增大而逐渐增加。流域地形地貌与土壤蓄水能力紧密相关,从而影响土壤水向深层渗漏补给地下水,中游作为上游与下游的过渡部位,地形地貌等条件与上游和下游一定范围内具有相似性,从而在一定程度上使得流域两相邻集水区之间的地下水补给量、补给系数与基流系数等参数差异不明显,但是上游和下游却有着显著差异。

2.2 补给量与降水量的关系

岔巴沟流域上游、中游、下游 3 个集水区降水量与地下水补给量的关系如图 4 所示。西庄、杜家沟岔、曹坪 1959—1969 年年均降水量分别为 205.80 ~696.10、201.80 ~691.40、211.90 ~749.40 mm·a^{-1},地下水年均补给量为 5.06 ~10.52、8.12 ~17.98、8.28 ~21.44 mm·a^{-1},地下水补给量均随降水量的增加呈上升趋势,Pearson 相关系数分别为 0.67、0.76、0.64,均在 0.60 以上,表明地下水补给量与降水量有较好的相关性。上游地下水补给量随降水量增加的幅度较小(0.008)、中游增幅和下游相似较大(0.020)。根据水文试验资料显示,流域上游以梁地沟谷为主,两侧较陡,坡度在 45°~65°之间,下游以峁地沟谷为主,峁腰上部较陡,下部较缓,变化范围都在 15°~30°之间,且下游存在较多的河谷台地和水平梯田,而中游二者皆有。流域潜水埋藏深度在 10 m 左右,内部无较大的地质差异,地下水主要来源于降水入渗。地貌的差异可能导致随着降水量的增加,下游更多的降水转化为地下水,并且流域下游地势平坦,集水区内坡度较缓,水分稳定入渗速率随地面坡度的降低而增加[22],降水更多的以土壤水的形式存储,通过不断下渗补充地下水,补给

表 2 岔巴沟流域与地下水补给相关参数

Tab. 2 Parameters related to groundwater recharge of Chabagou Watershed

站名	降水量 / mm	径流量 / m^3·s^{-1}	退水常数	退水指数	基流量 / mm·a^{-1}	更新时间 / d	补给量 / mm·a^{-1}	降水补给系数	基流补给系数
西庄	498.23^{a}	29.27^{a}	0.987^{a}	0.013^{a}	7.91^{a}	138^{a}	8.76^{a}	0.018^{a}	1.02^{a}
杜家沟岔	489.36^{ab}	75.44^{b}	0.982^{ab}	0.018^{ab}	15.11^{b}	123^{ab}	10.46^{ab}	0.022^{ab}	0.84^{b}
曹坪	479.43^{abc}	120.79^{c}	0.979^{abc}	0.022^{bc}	20.26^{c}	111^{abc}	15.15^{bc}	0.035^{c}	0.80^{bc}

注:用 LSD 检验法进行分析,同列标有相同字母表示组件差异不显著($P>0.05$),无相同小写字母表示组间差异显著($P<0.05$)

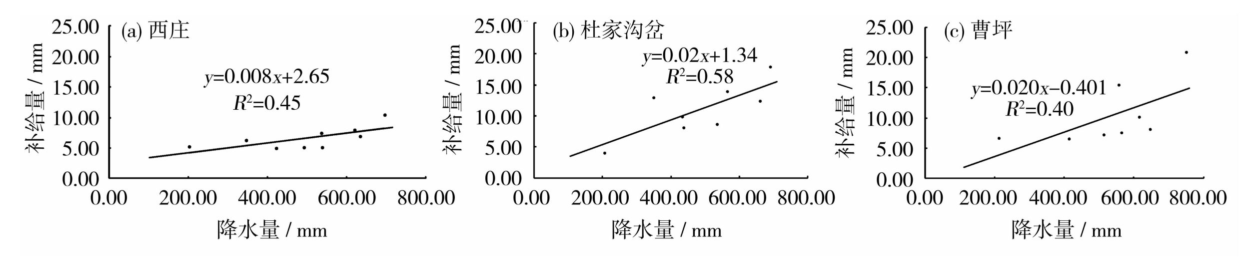
量随降水量的上升速率高于上游。

2.3 补给量与基流量的关系

研究区基流量与补给量之间存在较强的线性相关关系，西庄、杜家沟岔和曹坪站以上集水区补给量与基流量的相关系数(R^2)分别为0.82、0.84、0.91，Pearson系数均在0.80以上，如图5所示。从上游到下游，基流补给系数分别为0.65～1.35、0.57～0.99、0.64～0.88，均值为1.02、0.84、0.80，即表明岔巴沟流域干流基流80%以上是由降水入渗补给转化而来，这与朱芮芮[11]分析的无定河支流基流补给率基本一致。上游集水区基流则几乎全部由降水入渗补给转化而来，可能是由于上游沟谷正处于发育阶段，下切侵蚀较为剧烈，沟壁较陡，基流除来源于地下水出流外，谷底其他储水体如潮湿的河堤土壤、冲积谷底和湿地等[21]，对其补给较少，故几乎全部来源于降水，而下游沟谷发育较为成熟，集水区坡度较缓，沟底有宽阔的淤积谷地，在干旱季节能够不间断侧向补充基流，因此下游基流来源于降水入渗补给的比例较低。

2.4 补给量的年内分布

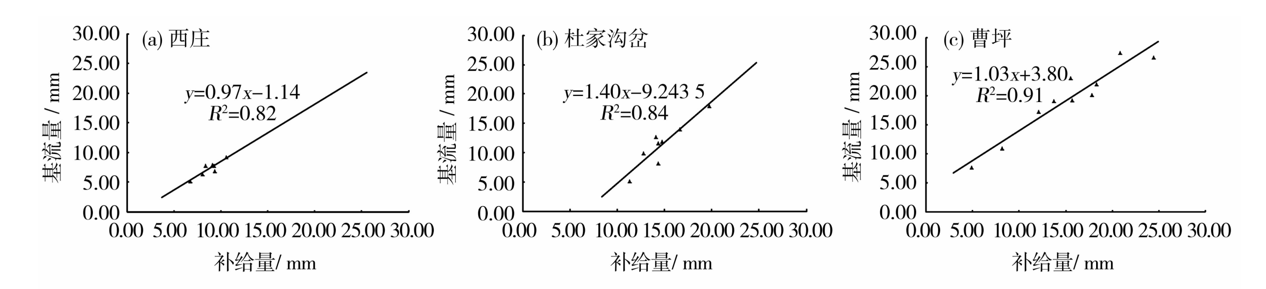
通过对3个水文站基流的年内变化分析发现以5月份为界可将流域基流分为2个明显的峰值段，由表2可知，流域干流基流80%以上源于地下水补给，因此可将降水对地下水的年内补给过程分为两个阶段，5月份以前的补给称为“一次补给”，以后的称为“二次补给”。对两次补给阶段分别进行了计算，得出岔巴沟流域一次和二次补给量分别为西庄(3.02，5.58 mm)＜杜家沟岔(3.76，8.84 mm)＜曹坪(4.75，11.54 mm)，如图6a所示，均随集水区面积的增大而增加，但二次补给量对集水区面积的响应更为明显。3个集水区两次补给对全年补给量的贡献度具有相似性，“一次补给”量所占比例均约为30%，“二次补给”约70%(图6b)，对地下水补给贡献较大。同时发现1～5月份降水只占全年降水量的20%左右，其中约9.84%补充地下水，5～12月份降水约占全年的80%，约1.81%转化为地下水。由于降水对地下水的补给传输过程历时较长[23]，结合本文估算的地下水更新时间约为111 d，据此推断“一次补给”的主要来源为积雪融化与小强度的降雨入渗，虽然地下水补给源的水量较小，但在补给过程中蒸发作用较弱，降水的损失较小，对地下水的补给率较高，“二次补给”主要源于年内高强度的降雨补给，入渗量较高，但大部分以径流形式流失，该阶段降水入渗补给地下水的比例较低。



注：西庄和杜家沟岔地下水补给量的自由度为7，则$r(7,0.05)=0.67$，$r(7,0.01)=0.80$；曹坪站的自由度为9，则$r(9,0.05)=0.60$，$r(7,0.01)=0.74$。三个水文站地下水补给量与降水量的相关性在$\alpha=0.05$水平上显著相关，在$\alpha=0.01$水平上相关性不明显

图4 降水量与地下水补给量的关系

Fig. 4 Relationship between precipitation and groundwater recharge



注：三个集水区的基流量与地下水补给量的相关性均在$\alpha=0.01$水平上显著相关

图5 岔巴沟流域地下水补给量与基流量的关系

Fig. 5 Relationship between groundwater recharge and base flow in Chabagou Watershed

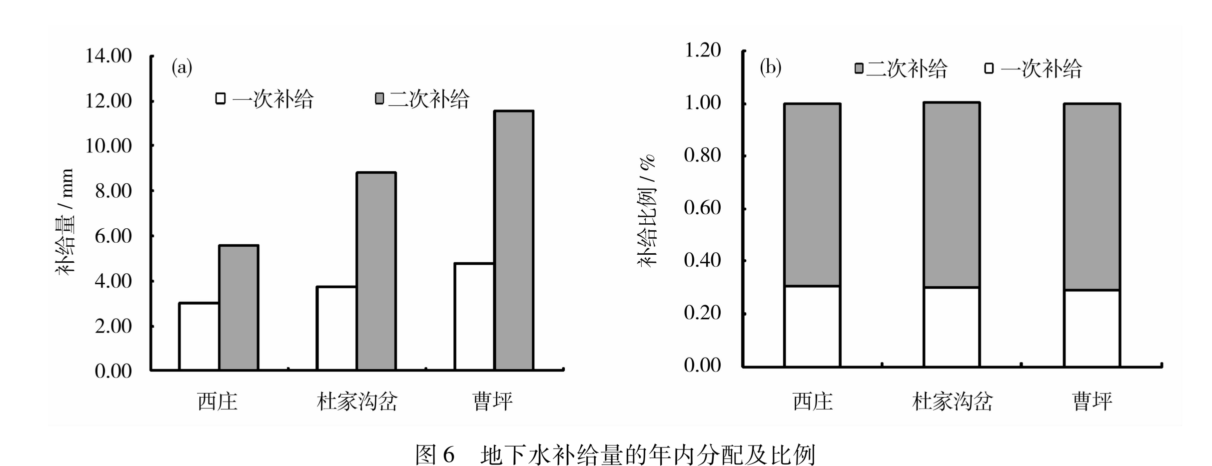


图 6　地下水补给量的年内分配及比例

Fig. 6　Annual distribution and proportion of groundwater recharge

3　讨 论

地下水补给是地下水系统的基本组成部分[24]，研究其补给规律对于干旱—半干旱地区地下水资源的评价具有重要作用。PAVELIC 等[25]基于基流分割法估算了 Ethiopia 地区地下水补给量为 10 ~ 120 mm · a^{-1};WOOD [26]等研究表明美国德州和新墨西哥州 15% ~35% 的流域地下水补给量为 11. 00 mm · a^{-1},与本研究结果 12. 30 mm · a^{-1}接近。而朱芮芮等[11]在无定河流域基于退水分析法估算了曹坪站地下水补给量为 14. 49 mm · a^{-1},略小于本文在该站的研究结果 16. 28 mm · a^{-1},可能是本研究时段内平均降水量(480 mm)高于其研究范围(1960—2000 年)内的降水均值(384. 17 mm),且地下水补给量与降水量呈正比例关系,导致结果有所差异。LIN Dan 等[27]通过 Cl^-示踪得到华北平原非灌区地下水补给量为 18. 8 mm · a^{-1},而灌区为 25. 90 ~ 126. 80 mm · a^{-1},均高于本文研究结果,可能由于平原区地形较为平坦,有利于地下水入渗,且存在地下水的侧向补给[28]与农田灌溉,而山区闭合流域降水是水循环最主要的输入项,因而平原区地下水补给量高于山区。但自 1970 年以后,流域内开始了大规模的基本农田和坝库建设,修建了西庄水库等一系列坝库工程,坝库工程使得地下径流占有总径流比例提高了 20. 4% ,对地下水的补充起到了很好的作用[29],因此本文的研究结果相对现阶段的实际补给量可能偏低。

流域可以看作是一系列相互联系的水库组合体,每一个水库都有着不同的补给、贮水和排水特征[30]。当区域气候条件相差不大时,地形地貌对流域产汇流特性的影响逐渐增大[31]。在地形起伏较大的流域,蓄水能力较弱,降水更多的以径流形式出流,反之在较为平坦的流域,其径流响应相对缓慢,水分较多的储存于土壤中,表现出较强的水分调蓄能力[32]。岔巴沟流域上游沟头部位处于沟谷发育阶段,集水区内 45°以上的地貌所占面积与沟道比降较大,坡式梯田所占面积较小,对降水的拦蓄作用较弱,而越靠近流域下游,沟谷发育越成熟,沟道内泥沙逐渐淤积,出现河谷川台地,坡度为 30°以下的地貌居多,坡面上存在大量的坡式梯田和水平梯田,对降水的拦截作用较强[33],降水更多的以就地入渗形式储存于土壤中,对地下水的补给作用较强。

降水的形式对地下水入渗补给也有较大影响[19,34],岔巴沟流域 11 ~3 月份以降雪为主,在冬季后期气温回升[35],积雪逐渐消融,土壤冻层解冻,土壤水分大幅增加[36],积雪融水和储存于土壤表层的水分逐渐向深层入渗对地下水进行补给,出现第一次补给高峰,但由于该时段降水量较小,对地下水的补给贡献较低。4 ~10 月份以降雨为主,降水量较大,土壤入渗量较高,出现第二次补给高峰,但由于该时段降雨多以暴雨的形式出现,降水对径流和土壤水的补给受地形地貌的影响较大,上游、中游、下游地下水补给出现较大的变化[37]。

本研究通过降水与径流资料分析了岔巴沟小流域地下水的时空分布特征及其变化规律,为更好评价黄土高原小尺度地下水资源的分布提供参考,同时也为无资料地区地下水的研究提供方法借鉴。但还需对该分析方法的精确性进一步验证,因此通过水量平衡法和示踪法等方法对小流域地下水补给的量化研究将是本研究下一阶段的主要工作。

4 结 论

本文基于岔巴沟流域1959—1969年的降水、径流数据,通过退水分析法估算了与地下水补给相关的水文参数,结果表明:上游、中游、下游地下水年平均更新时间为138、123、111 d,地下水补给量8.76、1.46、15.15 mm · a^{-1},降水的入渗补给率为0.018、0.022、0.035,基流补给率为1.02、0.84、0.80,从上游到下游,补给量、入渗补给率逐渐增大,基流补给率逐渐减小。地下水补给量随降水量呈线性增加趋势,补给量与基流量具有明显正相关关系。岔巴沟流域干流基流80%以上是由降水入渗补给转化而来。此外,通过对基流的年内变化过程分析,以5月份为节点将降水对地下水的补给过程分为"一次补给"和"二次补给",其补给量分别为西庄(3.02,5.58 mm) < 杜家沟岔(3.76,8.84 mm) < 曹坪(4.75,11.54 mm),对年总补给量贡献比例分别为30%和70%,且二次补给对地下水的补给效应较强。

参考文献(References)

[1] 张盼. 长武塬区地下水位变化特征研究[D]. 杨凌:西北农林科技大学,2010. [ZHANG Pan. The research for the groundwater table dynamic variety of on Changwu tableland[D]. Yangling: Northwest Agriculture and Forestry University,2010.]

[2] NIMMO J R,STONESTROM R W,HEALY D A. Aquifer recharge [C]//ANDERSON M G,BEAR J,eds. Encyclopedia of hydrological science,vol 4. Chichester:Willey,2005.

[3] DE VRIES J,SIMMERS I. Groundwater recharge:An overview of pro-cess and challenges[J]. Hydrology,2002,10:5 – 17.

[4] 尹立河. 基于多种方法的地下水补给研究[D]. 北京:中国地质大学(北京),2011. [YIN Lihe. Estimation of groundwater recharge using multiple approaches:A case dtudy in the Ordos Plateau[D]. Beijing:China University of Geosciences,2011.]

[5] 马致远,牛光亮,刘方,等. 陕西渭北东部岩溶地下水强径流带的环境同位素证据及其可更新性评价[J]. 地质通报,2006,25(6):756 – 761. [MA Zhiyuan,NIU Guangliang,LIU Fang,et al. Isotope evidence of strong runoff zones of karst groundwater in eastern Weibei,Shaanxi,China[J]. Geological Bulletin of China,2006,25(6):756 – 761.]

[6] SIBANDA T,NONNER J C,UHLENBROOK S. Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area,Zimbabwe[J]. Hydrogeology Journal,2009,17:1427 – 1441.

[7] 尹玉龙. 基于SWAT模型的关中盆地地下水对气候变化的响应研究[D]. 西安:长安大学,2015. [YIN Yulong. Groundwater response to climate change in Guanzhong Basin based on SWAT [D]. Xi'an:Chang'an University,2015.]

[8] RUTLEDGE A T. Computer programs for describing the recession of ground-water discharge and for estimating mean ground-water recharge and discharge from stream flow records-update[R]. U. S. Geological Survey Water Resources Investigations Report,2007:98 – 4148.

[9] HUANG Y P,KUNG W J,LEE C H. Estimating aquifer transmissivity in a basin based on stream hydrograph records using an analytical approach[J]. Environmental Earth Sciences,2011,63(3):461 – 468.

[10] KUNG Wenjui,YEH Hsinfu,LIN Hung'i,et al. An approach to evaluate groundwater recharge from streamflow and groundwater records[J]. Geosciences Journal,2013,17(3):353 – 362.

[11] 朱芮芮,刘昌明,郑红星. 黄土高原典型流域地下水补给—排泄关系及其变化[J]. 地理科学,2010,30(1):108 – 112. [ZHU Ruirui,LIU Changming,ZHENG Hongxin. Changes of groundwater recharge and discharge in watershed of the Loess Plateau[J]. Scientia Geographica Sinica,2010,30(1):108 – 112.]

[12] 朱芮芮,刘昌明,郑红星. 无定河流域地下水更新时间估算[J]. 地理学报,2009,64(3):315 – 322. [ZHU Ruirui,LIU Changming,ZHENG Hongxing. Estimating residence time of groundwater in the Wudinghe River Basin[J]. Acta Geographica Sinica,2009,64(3):315 – 322.]

[13] 宋献方,张学成. 岔巴沟流域水循环与地下水形成研究[C]//第三届黄河国际论坛,2009. [SONG Xianfang,ZHANG Xuecheng. The research of water cycle and groundwater formation in Chabagou watershed[C]// The Third International Forum of Yellow River,2009.]

[14] 宋献方,刘鑫,夏军,等. 基于氢氧同位素的岔巴沟流域地表水–地下水转化关系研究[J]. 应用基础与工程科学学报,2009,17(1):8 – 20. [SONG Xianfang,LIU Xin,XIA Jun,et al. Interactions between surface water and groundwater in Chabagou catchment using hydrogen and oxygen isotopes[J]. Journal of Basic Science and Engineering,2009,17(1):8 – 20.]

[15] 张乐涛,李占斌,王贺,等. 流域系统径流侵蚀链内泥沙输移的空间尺度效应[J]. 农业工程学报,2016,32(13):87 – 94. [ZHANG Letao,LI Zhanbin,WANG He,et al. Spatial scale effects on sediment delivery within runoff erosion chains in basin system [J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering,2016,32(13):87 – 94.]

[16] RORABAUGH M I. Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to stream flow[J]. International Association of Scientific Hydrology Publication,1964,63(1):432 – 441.

[17] CHEN Weiping,LEE Henghaw. Estimating ground-water recharge from streamflow records[J]. Environmental Geology,2003,44(3):257 – 265.

[18] TALLAKSEN T M. A review of base-flow recession analysis[J]. Journal of Hydrology,1995,165:349 – 370.

[19] 杨士娟. 无定河流域基流分割与特性分析[D]. 金华:浙江师范大学,2007. [YANG Shijuan. Base-flow separation and characteristic analysis in Wudinghe River Basin[D]. Jinhua:Zhejiang Normal University,2007.]

[20] 许昆. 降水量与地下水补给量的关系分析[J]. 地下水,2004,26(4):272-274. [XU Kun. Analysis on relationship between the precipitation & groundwater replenishment[J]. Ground Water,2004,26 (4):272-274.]

[21] 陈利群,刘昌明,李发东. 基流研究综述[J]. 地理科学进展,2006,25(1):1-15. [CHENG Liqun, LIU Changming, LI Fadong. Reviews on base flow researches[J]. Progress in Geography,2006,25(1):1-15.]

[22] 卫喜国,严昌荣,魏永霞,等. 坡度和降雨强度对坡耕地入渗的影响[J]. 灌溉排水学报,2009,28(4):114-116. [WEI Xiguo, YAN Changrong, WEI Yongxia, et al. Influence of slope gradient and rainfall intensity on infiltration in sloping farm land[J]. Journal of Irrigation and Drainage,2009,28(4):114-116.]

[23] 王琦. 基于氢氧同位素的黄土区小流域水资源转化与水传输研究[D],西安:西安理工大学,2015. [WANG Qi. Study on transformation of water resources and transmission on hydrogen and oxygen isotope on small watershed in Loess Area[D]. Xi'an:Xi'an University of Technology,2015.]

[24] SANFORD. Recharge and groundwater models: An overview[J]. Hydrogeology Journal,2002,10(1):110-120.

[25] PACELIC P, GIORDANO M, KERAITA B, et al. Groundwater availability and use in Sub-Saharan Africa: A review of 15 countries[J]. Iwmi Books Reports,2012.

[26] WOOD W W, RAINWATER K A, THOMPSON D B. Quantifying macropore recharge: Examples from a semi-arid area[J]. Ground Water,1997,35(6):1097-1106.

[27] LIN Dan, JIN Menggui, LIANG Xing, et al. Estimating groundwater recharge beneath irrigated farmland using environmental tracers fluoride, chloride and sulfate[J]. Hydrogeology Journal,2013,21:1469-1480.

[28] 张晓宏. 浅议浅层地下水资源量的初步分析与估算[J]. 内蒙古水利,2010,(6):34-35. [ZHANG Xiaohong. Preliminary analysis and estimation of shallow groundwater resources[J]. Inner Mongolia Water Resources,2010,(6):34-35.]

[29] 綦俊谕,蔡强国,方海燕,等. 岔巴沟流域水土保持减水减沙作用[J]. 中国水土保持科学,2010,8(1):28-33. [QI Junyu, CAI Guoqiang, FANG Haiyan, et al. Effects of soil and water conservation on reduction of run off and sediment in Chabagou Watershed[J]. Science of Soil and Water Conservation,2010,8(1):28-33.]

[30] SMAKHTIN V Y. Low flow hydrology: A review[J]. Journal of Hydrology,2001,240:147-186.

[31] 李致家,姜婷婷,黄鹏年,等. 降雨和地形地貌对水文模型模拟结果的影响分析[J]. 水科学进展,2015,26(4):473-480. [LI Zhijia, JIANG Tingting, HUANG Pengnian, et al. Impact and analysis of watershed precipitation and topography characteristics on model simulation results[J]. Advances in Water Science,2015,26(4):473-480.]

[32] 刘金涛,王爱花,韦玉,等. 流域地貌结构因子对径流特征的影响分析[J]. 水科学进展,2015,26(5):631-638. [LIU Jintao, WANG Aihua, WEI Yu, et al. Analyzing the influence of geomorphologic structure factors on runoff characteristics of catchments[J]. Advances in Water Science,2015,26(5):631-638.]

[33] 张玉斌. 黄土高原南部水平梯田环境效应研究[D]. 杨凌:西北农林科技大学,2003. [ZHANG Yubin. Study on environment effect of the level terrace in southern Loess Plateau[D]. Yangling:Northwest Agriculture and Forestry University,2003.]

[34] 魏日华,孙桂喜. 影响降水补给地下水资源的因素分析[J]. 吉林水利,2006,(S1):14-15. [WEI Rihua, SUN Guixi. Analysis of factors affecting groundwater recharge by precipitation[J]. Jilin Water Resources,2006,(S1):14-15.]

[35] JANOWICZ J R, GRAY D M, POMEROY J W. Characterisation of snowmelt infiltration scaling parameters with in a mountainous subarctic watershed[C]//59th Eastern Snow Conference. Stowe, Vermont USA,2002:67-81.

[36] 逄淑然. 寒区春季融雪入渗规律监测试验与分析[D]. 哈尔滨:黑龙江大学,2015. [JIANG Shuran. Monitoring test and analysis of snowmelt infiltration in spring of cold regions[D]. Harbin:Heilongjiang University,2015.]

[37] EARMAN S, CAMPBELL A R, PHILLIPS F M, et al. Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States[J]. Journal of Geophysical Research,2006,111(D9):1435-1453.

Characteristics of groundwater recharge of small watershed in hilly and gully region of the Loess Plateau

MA Jian-ye[1,2], SUN Bao-yang[1], XIAO Jun-bo[3], WANG Shan-shan[1], MA Bo[1], LI Zhan-bin[1]

(1 *State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling* 712100, *Shaanxi, China*;

2 *Shannxi Provincial Land Engineering Construotion Group Co., Ltd., Key Laboratory of Degraded and Unused Land Consolidation Engineering, the Ministry of Land and Resources, Xi'an* 710048, *Shaanxi, China*;

3 *Guangxi Institute of Water Resource Research, Nanning* 530023, *Guangxi, China*)

Abstract: It has serious water resources shortage and soil erosion in hilly and gully region of the Loess Plateau, China. The groundwater has become an important water source for vegetation breeding and human life as well as the production in the arid and semi-arid areas. Groundwater recharge refers to the process that the aquifers obtain water from the outside, reflecting the renewable capacity of aquifers. It is one of the key parameters in groundwater resource management, development and utilization. It is of significance to study quantitatively the correlation between groundwater recharge and precipitation, recharge and base flow, and explore the characteristics of temporal and spatial variation of groundwater recharge in small watershed of the loess hilly region. This paper was based on the observation data of daily precipitation and runoff from three hydrologic stations in the period from 1959 to 1969. These stations are located in the upper, mid and downstream of the Chabagou Watershed, respectively. The groundwater recharge was estimated by the method of recession curve method. The results showed that the average annual precipitation and runoff were 489.00 mm and 75.17 $m^3 \cdot s^{-1}$, respectively. The base flow and base flow recharging index were 13.09 mm and 0.89, respectively. The groundwater recharge and recharging index were 11.45 mm and 0.03, respectively, and the residence time was 124 d. The groundwater recharge had been gradually and significantly increased from upstream to downstream ($P<0.05$). But there weren't significant difference between the upstream and the midstream, the midstream and downstream ($P>0.05$). The base flow recharging index has been decreased gradually from upstream to downstream, which has significant difference between different catchments. There was linearly positive correlation between groundwater recharge and precipitation ($R^2>0.40$), and the Pearson correlation coefficient was 0.69. And the amplitude of increase of groundwater recharge with precipitation in downstream catchment was the largest. The base flow and precipitation were also positively correlated ($R^2>0.77$), and the Pearson coefficient was above 0.80. More than 80% of the base flow in main stream is derived from the transformation of precipitation. The groundwater recharge process can be divided into two main stages in May, namely the "first recharge" and the "second recharge". The supplementary amount of the "first recharge" and the "second recharge" of each catchment in the Chabagou Watershed were as follows: upstream (3.02, 5.58 mm) < midstream (3.76, 8.84 mm) < downstream (4.75, 11.54 mm). They accounted for about 30% and 70% of the annual total recharge, respectively. And the "second recharge" is the main stage of the groundwater recharge causing difference in each catchment. This study could provide reference for the groundwater resources evaluation in the small watershed without recorded data.

Key words: Chabagou Watershed; catchment; base flow; groundwater recharge